

IV Convegno dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata

LA RICARICA NATURALE DELLA FALDA IDRICA DELL'ACQUIFERO COSTIERO DI METAPONTO

Costantino MASCIOPINTO - CNR, IRSA, Bari

Maurizio POLEMIO - CNR, CERIST, Bari.

RIASSUNTO: Si tratta di un acquifero poroso disposto lungo la costa ionica. E' costituito da depositi detritici ciottolosi, sabbiosi ed argillosi. La falda idrica è condizionata dalle incisioni fluviali, dai deflussi e dall'agricoltura. Sulla base di serie cronologiche di dati idrologici e idrogeologici si è applicato un modello matematico per simulare la ricarica naturale dell'acquifero, utilizzando la soluzione analitica di Hantush (1967). Uno studio di sensitività ha mostrato l'influenza di qualche parametro idrogeologico sull'innalzamento dei livelli piezometrici di falda.

1. INTRODUZIONE

La quantificazione del volume di ricarica di un acquifero è uno dei problemi di maggiore interesse per gli studiosi delle risorse idriche. Dettagliati studi effettuati al riguardo (SOPHOCLEOS & PERRY, 1985) consiglierebbero misure dirette del contenuto d'acqua del suolo direttamente in vicinanza della superficie piezometrica della falda. Dato che la variabilità spaziale della ricarica su una vasta area rende il problema molto complesso, si è perseguita la valutazione indiretta della stessa studiando una zona omogenea e quanto più grande possibile. Obiettivo del presente lavoro è quello di presentare una metodologia di valutazione del volume di ricarica naturale degli acquiferi alternativa al metodo di bilancio idrologico. Il volume di ricarica viene stimato attraverso l'applicazione di un modello matematico basato sulla soluzione analitica di Hantush calibrata tramite la misura degli innalzamenti dei livelli piezometrici in due pozzi opportunamente selezionati all'interno del bacino di alimentazione. Nel seguito verranno descritte le caratteristiche geomorfologiche ed idrogeologiche necessarie per definire l'estensione dell'area di ricarica nonché alcune variabili climatiche ed idrologiche. Con queste ultime non viene eseguita alcuna elaborazione, in termini di bilancio idrologico, ma vengono utilizzate solo per ricavare la pioggia efficace da confrontare, qualitativamente, con l'andamento dei livelli piezometrici registrati, o quantitativamente, con il volume annuo di ricarica calcolato. Alcune considerazioni sul comportamento dello strato non saturo del terreno permettono di giustificare alcune assunzioni utilizzate nel modello matematico e di determinare alcuni parametri idrologici, indispensabili per l'applicazione dello stesso.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO

La falda idrica ha sede in un acquifero poroso e costiero disposto lungo la costa ionica lucana, tra le foci dei fiumi Bradano a Nord e Sinni a Sud (Fig. 1). La falda idrica sotterranea è condizionata dalla modesta soggiacenza, dalle profonde incisioni fluviali con foce sul mare Ionio e dai relativi deflussi idrici, dall'infiltrazione naturale e non, dovuta quest'ultima all'intensa irrigazione, dagli efflussi provenienti da altri corpi idrici sotterranei, dalla presenza del mare nonché dall'uso intenso, nei mesi estivi, della risorsa idrica sotterranea. Per l'approfondimento geologico, idrologico e idrogeologico si rimanda, per brevità, a precedenti lavori e alla relativa bibliografia (POLEMIO & RICCHETTI, 1991; COTECCHIA et al., 1991; POLEMIO, 1994). La carta geologica schematica individua quattro complessi principali, caratteristici da un punto di vista idrogeologico: le argille subappenniniche, i

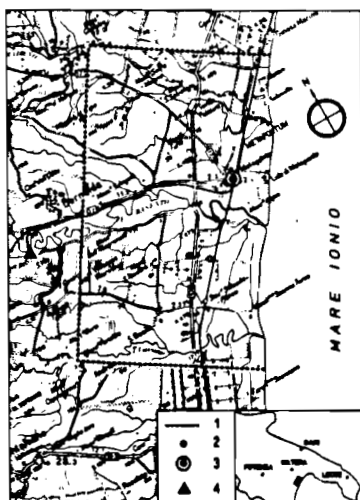


Fig. 1 - Area in studio (1), pozzo selezionato (2), termopluviometro (3), idrometro (4).

Fig. 1 - Examined area (1), selected well (2), rain gauge station (3), river gauge station (4).

parametri	media	S.Q.M.
Conducibilità idraulica K (m/g)	3,2	—
porosità totale n (%)	34,1	3,27
peso del solido (g/cm ³)	2,71	0,02
composizione media del suolo		
ghiaia (%)	sabbia (%)	argilla (%)
1,5	75,9	8,8
		13,8

Tab. 1 - Caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero.

Tab. 1 - Hydrogeological aquifer parameters.

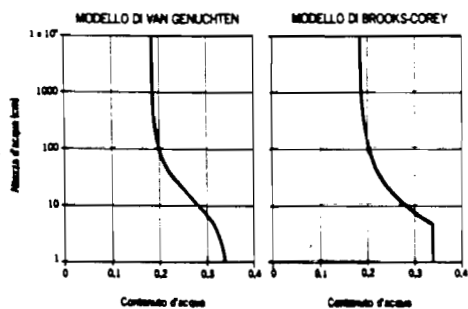


Fig. 3 - Contenuto d'acqua.

Fig. 3 - Water content.

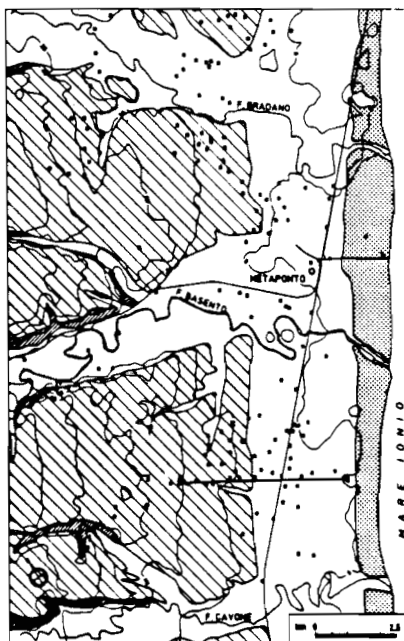


Fig. 2 - Carta geologica (da POLEMIO & RICCHETTI, 1991): depositi di spiaggia e dune (1), depositi alluvionali recenti e attuali (2), depositi marini terrazzati (3), Argille subappennine.

FIG. 2 - Geological map: sands dunes and beach (1), recent and current alluvia (2), terraced marine deposits (3), subappennine clay (4).

parametri per il modello di V.G.	media	Deviazione standard
θ_r	0,187	0,000
a (1/cm)	0,126	0,020
m	1,907	0,217
parametri per il modello di Brooks-Corey		
h_r (cm)	4,921	0,787
m	0,696	0,129
θ_r	0,187	0,000

Tab. 2 - Parametri calcolati per le curve di ritenzione.

Tab. 2 - Computed curves retention parameters.

depositi marini terrazzati, i depositi alluvionali recenti ed attuali, le sabbie di spiaggia e le dune costiere (Fig. 2). Le argille subappenniniche costituiscono il substrato impermeabile. In trasgressione su queste poggiano i depositi marini terrazzati, costituiti prevalentemente da sabbie e ghiaie, con intercalazioni limoso-argillose. Il grado di permeabilità dei depositi marini terrazzati è generalmente medio. I depositi alluvionali recenti ed attuali costituiscono il fondovalle dei fiumi e l'intera piana costiera di Metaponto. Nella piana costiera i sedimenti alluvionali sono più spiccatamente sabbiosi e poggiano, lungo una superficie indistinta, su depositi eterometrici di ambiente di transizione. I depositi che costituiscono la piana sono, a grande scala, mediamente permeabili. Lungo la costa sono presenti depositi sabbiosi che costituiscono la spiaggia emersa e alcuni ordini di cordoni dunali. L'intero arco ionico, da Sibari a Taranto, è caratterizzato da condizioni climatiche sfavorevoli all'accumulo delle risorse idriche. A Metaponto il regime delle precipitazioni, di tipo marittimo, ha il minimo a luglio e il massimo a dicembre, per una piovosità annua mediamente pari a 534 mm. Il regime delle temperature di tipo moderato, è caratterizzato da una temperatura media annua di 16,4 °C. Utilizzando il tradizionale metodo di Thornthwaite e Mather è stato calcolato, per una capacità di ritenzione di 100 mm, un surplus idrico annuo di 101 mm, distribuiti da dicembre a marzo. Secondo la classificazione climatica di Thornthwaite il clima è semiarido. La fascia costiera in studio appare essere delimitata e condizionata dalle incisioni dei corsi fluviali del Bradano, del Basento e del Cavone. Lo studio statistico delle serie mensili di dati piezometrici, pluviometrici, termometrici e di deflusso fluviale ha mostrato che le variazioni piezometriche nell'acquifero metapontino dipendono principalmente dalla piovosità e, secondariamente e con una minore memoria, dal deflusso fluviale (POLEMIO, 1994). Tale ultimo effetto non è da ritenersi significativo lontano dal reticolo idrografico e, in particolare, lungo le porzioni di acquifero in cui il tetto della superficie piezometrica assume la forma di spartiacque (POLEMIO & RICCHETTI, 1991).

Per acquisire elementi descrittivi della natura dei terreni, sono state condotte analisi geotecniche di laboratorio su 58 campioni, indisturbati se possibile, provenienti da differenti aree di campionamento situate lungo la piana litorale e prelevati da 1 a 20 m di profondità dal piano campagna. Una sintetica descrizione granulometrica, che, viste le finalità di questo lavoro non sarà approfondita, è data delle medie delle frazioni granulometriche di ciascun campione: ghiaia 2,5%, sabbia 56,6%, limo 18,4% e argilla 22,5%. Il peso di volume dei solidi ρ_s , è risultato in media pari a 2,7 t/m³. Il contenuto naturale d'acqua, variabile dal 12 al 55%, è risultato in media pari al 24%; mentre la porosità totale n è risultata mediamente pari al 38%. Utilizzando i dati relativi alle perforazioni verticali nei due pozzi considerati, ed in altri circostanti a questi disposti in un'area di circa 2 km², ed in particolare, i risultati delle prove eseguite su quattordici campioni indisturbati prelevati da 4 a 19 m di profondità dal piano campagna e provenienti da sette diversi sondaggi, nonché quelli relativi a prove di portata, sono stati ricavati i parametri in Tab.1. Nella zona di controllo la falda idrica presenta una soggiacenza mediamente variabile da 3 a 4 m dal piano campagna. La potenza complessiva degli strati acquiferi è variabile da 20 a 30 m.

3. VARIABILI CLIMATICHE E IDROGEOLOGICHE CONSIDERATE

Sono state raccolte numerose serie di dati giornalieri di tipo piezometrico, relativamente a 23 stazioni attive da 20 a 41 anni, pluviometrico, termometrico, complessivamente relativi a un periodo di tempo pari a oltre 60 anni. Dall'insieme delle discontinue serie storiche giornaliere di dati raccolti sono state estratte cinque serie di dati piezometrici e termo-pluviometrici. Sono state considerate le serie piezometriche relative a due pozzi posti sulla stessa linea di flusso e tali che quello di monte sia posto immediatamente a valle della zona in cui la falda circola in pressione; ciò ha permesso di rispettare le ipotesi alla base del modello applicato e di avere un "controllo", sugli afflussi sotterranei provenienti da monte, nella zona di studio. Inoltre i due pozzi sono stati scelti alla massima distanza dal reticolo idrografico, in modo da contenere l'influenza dei fiumi sul flusso di falda. I livelli piezometrici nei due pozzi sono stati considerati per un periodo di circa 300 giorni, il cui inizio coincide con il termine della

stagione arida. Le due sequenze selezionate sono relative all'inverno 1951-52 in quanto, fra tutte le disponibili, sono quelle che presentano le minime interferenze per emungimento e sono in buona correlazione tra loro e con le serie relative alla pioggia. L'altezza di precipitazione, nel seguito brevemente definita piovosità, e la temperatura, sono state misurate presso la stazione termopluviometrica di Metaponto, mentre il deflusso fluviale, è stato misurato presso la più vicina stazione idrometrica sul F. Basento (Ministero LL.PP., 1921-1986). Le variabili considerate sono di diversa natura; tra queste la piovosità e la temperatura sono sicuramente indipendenti tra loro e dalle restanti (POLEMIO, 1994). L'evapotraspirazione potenziale giornaliera è stata determinata per via indiretta, essendo indisponibili rilievi diretti. E' stata applicata la semplice formula di Hamon (1963), per la quale la evapotraspirazione potenziale giornaliera è:

$$E_p t = C \cdot U^2 \cdot R \quad (1)$$

dove C è una costante, U è l'umidità assoluta dell'aria nelle condizioni di saturazione ed R è il rapporto tra le ore di luce del giorno considerato e le dodici ore del giorno convenzionale. La costante, è stata determinata a seguito di tarature, U può essere determinato dalla temperatura giornaliera ed R dipende dalla data.

4. MODELLO E PARAMETRI IDROGEOLOGICI

I parametri idrogeologici di Tab. 1 sono stati utilizzati per ottenere la relazione che esprime il legame funzionale tra il contenuto d'acqua del suolo e la tensione capillare per il suolo in esame. Con un metodo ben noto in letteratura (van GENUCHTEN, 1980), la curva di ritenzione per il suolo della composizione mostrata in Tab. 1 può essere espressa dalla:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (ah')^m]^{(1 - \frac{1}{m})}} \quad (2)$$

dove il carico di suzione, h' , è supposto positivo mentre i quattro parametri indipendenti θ_r , θ_s , rispettivamente la capacità idrica di ritenzione e di saturazione, e quelli di van Genuchten, a e m , rappresentativi delle proprietà caratteristiche del suolo sono stati calcolati con una regressione non lineare ai minimi quadrati utilizzando i dati disponibili (v. tab. 2). La conoscenza della capacità di ritenzione consente la determinazione, dalla stessa curva, dell'altezza capillare, h_c , risultata pari a circa 6 cm. Risultati molto prossimi si ottengono ipotizzando un contenuto di ritenzione corrispondente ad una minima portata di efflusso di circa 0,5-0,6 mm al giorno o un carico di suzione prossimo a 100 cm. Come può facilmente desumersi dalle curve di ritenzione (Fig. 3) la porosità efficace pari a, θ , meno θ_r , è di circa il 16% del volume totale dei vuoti. Ricorrendo al modello di Green-Ampt (BEAR, 1972) è possibile stimare anche il valore della tensione capillare in corrispondenza del fronte di umidificazione, $h_c = 6,5$ cm, mediante l'applicazione di formule empiriche (RAWLS & BRAKENSJIEK, 1989) o con abachi (MENDICINO, 1993). Al basso valore di h_c corrisponde una conduttività idraulica prossima a quella di saturazione e poiché la soggiacenza della falda in prossimità della costa è di circa 4 m, il tempo di percorrenza medio, impiegato dall'acqua di ricarica per raggiungere la superficie piezometrica, risulta di 2 ore, secondo il modello di Green-Ampt.

Quest'ultima elaborazione oltre a fornire utili indicazioni per studi sul moto di filtrazione attraverso lo strato non saturo nell'area in esame rassicura gli scriventi che durante il periodo di ricarica esaminato, $T=205$ giorni, può ritenersi trascurabile l'effetto transitorio prodotto dalla non uniformità del contenuto d'acqua nel terreno, ai fini dell'innalzamento del livello nei pozzi, in quanto lo stesso si esaurisce in un breve intervallo di tempo. Si può, quindi, ammettere una portata di ricarica

costante, per assegnati periodi di tempo, mentre le curve di ritenzione forniscono i valori di saturazione da utilizzare nelle successive elaborazioni, e cioè la porosità effettiva n_e e la conducibilità idraulica K .

Il metodo proposto consiste nella inversione della ben nota formula di Boussinesq (BEAR, 1972), che può essere linearizzata nella

$$KH \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + N = n_e \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3)$$

nell'ipotesi di piccoli innalzamenti della superficie di falda rispetto al proprio spessore iniziale, $h(0) = h_0$, supposto costante con x ed y , e che può essere espressa mediante la variabile $Z = h^2 - h_0^2$, secondo la relazione

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} + 2 \frac{N}{K} = \frac{n_e}{HK} \frac{\partial Z}{\partial t} \quad (4)$$

avendo introdotto la variabile di linearizzazione

$$H = \frac{h_0 + h}{2} \quad (5)$$

che è da aggiornare, istante per istante, durante la procedura di calcolo. La soluzione analitica della (4), nell'ipotesi di ricarica costante N all'interno di un'area rettangolare, $2L \times 2A$, è stata determinata da Hantush (1967) imponendo opportune condizioni iniziali ed al contorno (tangente alla superficie piezometrica orizzontale al centro dell'area e all'infinito) e consente di ricavare, istante per istante, la elevazione della superficie libera in un generico punto del piano con la:

$$Z(x, y, t) = \frac{H N}{n_e} \cdot \int_0^t \left[\operatorname{erf} \left(\frac{L+x}{\sqrt{4v\tau}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{L-x}{\sqrt{4v\tau}} \right) \right] \cdot \left[\operatorname{erf} \left(\frac{A+y}{\sqrt{4v\tau}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{A-y}{\sqrt{4v\tau}} \right) \right] \quad (6)$$

essendo $v = K \bar{h} / n_e$ e τ la variabile di integrazione. Come può osservarsi dalla (6), l'innalzamento del pelo libero è strettamente influenzato dalla porosità efficace, dalla conducibilità idraulica, dalla portata di percolazione e dalla dimensione dell'area di ricarica. Un codice di calcolo scritto in FORTRAN 77 (BENEDINI et al., 1994), è stato utilizzato per una taratura dei parametri idrogeologici sopra citati attraverso la (6). In particolare, per valutare il volume che annualmente rimpingua la falda è stata applicata la (6) ad un'area di riferimento, opportunamente definita, in grado di produrre lo stesso effetto dell'area effettiva di alimentazione sui livelli piezometrici. La scelta delle dimensioni dell'area di ricarica è stata eseguita da un lato, in base alle condizioni idrogeologiche del sito, e dall'altro, in base all'esigenza di garantire una schematizzazione non troppo lontana dalle ipotesi di validità del modello di Hantush. L'estensione dell'area di ricarica non coincide, quindi, con l'effettiva area di alimentazione del bacino sotteso dalle sezioni passanti per i pozzi in esame, a priori non nota per la complessità delle condizioni idrogeologiche, anche se ne riproduce gli stessi effetti sui livelli di falda. La dimensione perpendicolare alla costa si estende fino alla intersezione con i depositi alluvionali recenti (4000 m dalla costa), limite al di là del quale la falda può considerarsi in pressione, mentre, per la dimensione trasversale praticamente ortogonale alle linee del flusso, è stata scelta una larghezza elementare di 100 m. Moltiplicando la portata di ricarica ottenibile attraverso l'applicazione della (6) per la superficie di riferimento si ottiene il volume di alimentazione della falda somma sia di quello relativo all'area di controllo che di quello derivante dalla restante area di alimentazione. Questo volume, riproducendo l'andamento dei livelli nei pozzi, risulterà prossimo a quella aliquota, del reale volume di alimentazione della falda, in grado di innalzare i livelli nel pozzo di osservazione. Esso deve

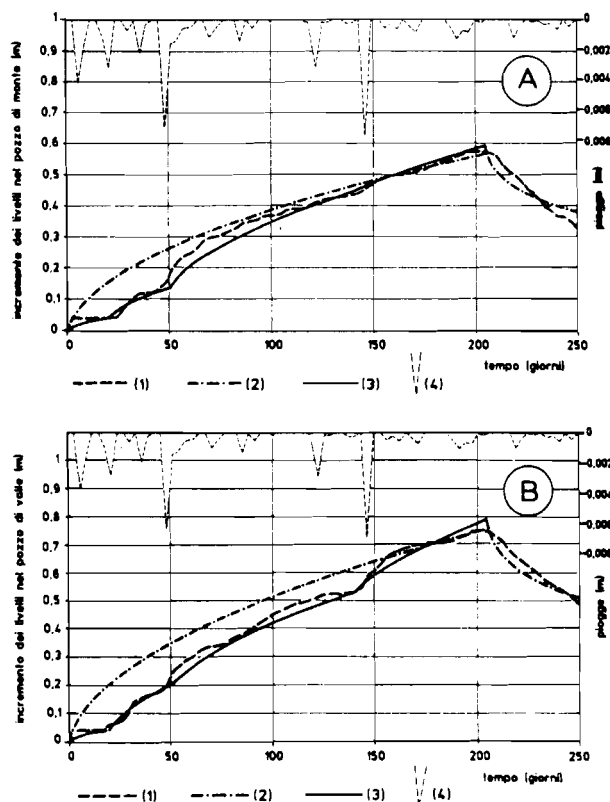


Fig. 4 - Variazioni piezometriche nel pozzo di monte (A) e di valle (B): misurate (1), simulate con ricarica costante (2) e variabile (3), piovosità.

Fig. 4 - Piezometric variations of upstream (A) and downstream (B) wells: monitored piezometric level (1), simulated level with constant (2) and variable (3) recharge, rainfall (4).

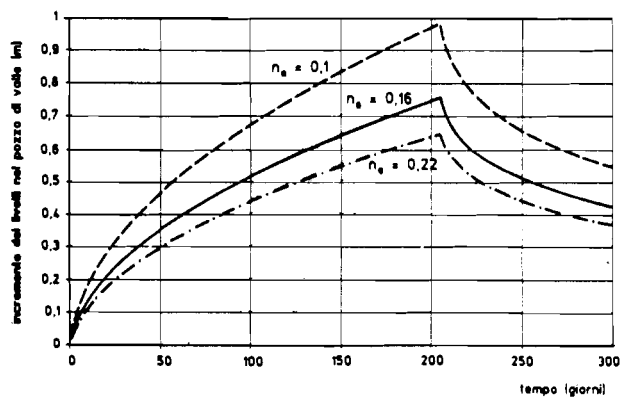


Fig. 5 - Sensibilità alla porosità efficace.

Fig. 5 - Sensitivity to the specific yield variations.

essere, pertanto, integrato sull'intera sezione trasversale che sottende il bacino di alimentazione per ottenere il volume complessivo che, nei 205 giorni, ha rimpinguato la falda costiera. La metodologia illustrata appare, pertanto, approssimata in quanto basata sulle ipotesi semplificative di applicabilità del modello di Hantush e cioè falda orizzontale a spessore costante, mezzo omogeneo ed isotropo, etc.. Si ritiene però che, per bacini di modesta estensione e con caratteristiche idrogeologiche simili a quelle dell'area costiera di Metaponto, tali approssimazioni siano accettabili e probabilmente inferiori a quelle che si commetterebbero con l'usuale metodo del bilancio idrologico, vista l'effettiva difficoltà di circoscrivere il bacino idrogeologico e di definire i rapporti con corpi idrici contigui.

5. RISULTATI

Gli andamenti dei livelli nei due pozzi (Fig. 4), sia registrati che simulati, evidenziano che la ricarica dell'acquifero non può considerarsi sempre costante durante l'anno. La ricarica è stata ottenuta mediante la sovrapposizione di 3 onde significative il cui inizio coincide, in tutti i casi, con la fine dell'evento piovoso massimo verificatosi nell'area. In particolare alla prima ricarica con una portata di percolazione uniforme per una durata di circa 20 giorni, segue un primo incremento fino a 50 giorni. Dopo il cinquantesimo giorno si verifica un secondo significativo apporto e successivamente, dopo 140 giorni, si verifica l'ultimo incremento. La portata complessiva di ricarica è risultata, negli ultimi 65 giorni di ricarica, di 3.5 mm/g nel pozzo a monte e 2.5 mm/g nel pozzo di valle. La media ponderale della ricarica è risultata rispettivamente di 2.05 mm/g a monte e 1.55 mm/g a valle. La differenza dei valori sopra citati indica un minore apporto volumetrico per la sezione di valle che potrebbe essere attribuita ai maggiori prelievi antropici (si consideri che nei primi anni '50 la falda idrica sotterranea costituiva l'unica risorsa disponibile ai fini agricoli e domestici) e secondariamente all'effetto drenante svolto sull'intera falda dal F. Basento. Qualora si volesse rapportare il volume di alimentazione così stimato, alla pioggia efficace $P=416$ mm, caduta sull'effettivo bacino di alimentazione, S_B , nel periodo di ricarica e detta $S_R=B_R \cdot L_R$, la superficie elementare di calcolo utilizzata nel modello per valutare la ricarica, si avrebbe:

$$\frac{\text{volume complessivo di alimentazione}}{\text{volume di pioggia affluito}} = \frac{N \cdot T \cdot L_T / L_R}{P} \cdot \frac{S_R}{S_B} \quad (7)$$

essendosi ipotizzato, per semplicità, un comportamento uniforme per l'intera larghezza della sezione sottesa L_T , passante per i pozzi di osservazione. Nell'ipotesi che il bacino di alimentazione si possa ridurre ad un rettangolo, $S_B=B_T \cdot L_T$, la (7) si semplifica nella:

$$\frac{\text{volume complessivo di alimentazione}}{\text{volume di pioggia affluito}} = \frac{N \cdot T}{P} \cdot \frac{B_R}{B_T} \quad (8)$$

Ritenendo ragionevole una estensione verso monte del bacino di alimentazione B_T di circa 25 km, dalla (8), si ottiene una ricarica del 16% e del 12% della pioggia efficace.

Uno studio di sensitività è stato condotto, infine, sulla conducibilità idraulica e sulla porosità efficace. L'andamento dei livelli nel tempo, varia di poco al variare di K da 3 a 20 m/g, mentre risulta molto sensibile alla variazione di n_e (Fig. 5). Ovviamente incrementi di porosità possono essere compensati da incrementi di portata o da incrementi della dimensione dell'area di ricarica, compatibilmente con le ipotesi di base del modello di Hantush.

6. CONCLUSIONI

Il modello analitico di Hantush fornisce un semplice strumento di taratura sia dei parametri

idrogeologici che del volume di ricarica della falda, anche se applicato su un'area piuttosto vasta. La linearità della soluzione consente, inoltre, la sovrapposizione degli effetti prodotti da più portate di ricarica nello stesso periodo di tempo. I parametri idrogeologici ed i volumi affluiti in falda vengono tarati utilizzando semplicemente l'andamento temporale dei livelli nei pozzi. Queste valutazioni si dimostrano utili per gli studi idrogeologici, specie in fase di bilancio idrico degli acquiferi. Sulla base dei risultati conseguiti si potrebbe, infatti, programmare con razionalità l'attuale disordinato uso per fini irrigui, della risorsa idrica. L'applicazione della metodologia illustrata ha confermato l'attendibilità della caratterizzazione geotecnica e idrogeologica dell'acquifero ad oggi maturata ma la sua possibile estendibilità ad altre situazioni resta vincolata proprio alla particolare condizione idrogeologica del sito.

ABSTRACT: The case study is a porous aquifer placed along Ionian lucanian sea coast. The aquifer is constituted by marine or continental detrital deposits. The principal grain size changes from gravel to clay, generally it is sand and, secondly, clay. The groundwater flow is somewhere phreatic or artesian and it is conditioned from deep river channels, from their runoff, and from the agriculture. Time sequences of piezometric, thermometric, rain and runoff are analyzed. The experimental research carried out on groundwater Metaponto recharge area, has provided a good opportunity to check the validity of the computational code simulating mound of water table rising under a constant infiltration rate. The superposition method has been applied to fit experimental accretion of ground water level in observation wells. The sensitivity analysis has been carried out to show the influence of the specific yield and of the hydraulic conductivity on the aquifer mound. These results of the model application show that the Hantush solution gives an optimal opportunity to check hydrological parameters of the aquifer and to study groundwater recharge also under natural replenishment.

BIBLIOGRAFIA

- BEAR, J. (1972), *Dynamics of fluids in porous media*, American Elsevier publishing company, inc., New York.
- BENEDINI, M., MASCIOPINTO, C. & VURRO, M., (1994), *An approach to describing problems of artificial groundwater recharge by means of the Hantush model*, Proc. Int. Conf. Hydrosoft 94, 21-23 September, Porto Carras, Greece.
- COTECCHIA, V., POLEMIO, M., RICCHETTI, E. (1991), *Studio delle caratteristiche morfologiche del fondovalle del F. Basento fra Pisticci Scalo e la foce, finalizzato all'ottimizzazione dell'intervento antropico*. Convegno della Soc. Geol. It. "Giornate in Memoria di Leo Ogniben", Naxos. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 587-608.
- HAMON, W.R. (1963), *Computation of direct runoff amounts from storm rainfall*. Assoc. Intern. d'Hydrologie Scient. Symposium of Berkeley Pub., **63**, pp. 52-62.
- HANTUSH M. S. (1967), *Growth and decay of groundwater mounds in response to uniform percolation*, Water Resource Research, **3**, 227-234.
- MENDICINO, G., (1993), *Idrologia Delle Perdite - Circolazione delle Acque nel Suolo*, PATRON EDITORE, Bologna.
- MINISTERO LAVORI PUBBLICI, Cons. Sup. Servizio Idrografico (1921-1986) - *Annali Idrologici, Parte I e II*. Sezione Idrografica di Catanzaro, Ist. Polig. dello Stato, Roma.
- POLEMIO, M. (1994), *Il regime della falda costiera ionica di Metaponto*. Atti del "III Convegno dei Ricercatori in Geotecnica", Mondovì.
- POLEMIO M. & RICCHETTI E. (1991) - *Caratteri idrogeologici dell'acquifero della piana costiera di Metaponto (Basilicata)*. Atti del "I Convegno nazionale dei giovani ricercatori in Geologia Applicata", Gargnano (BS), Ricerca Scientifica e Istruzione Permanente, **93**, Milano.
- RAWLS, W. J., BRAKENSCHIEK, D. L., (1989), *Estimation of Soil Water Retention and Hydraulic Properties, Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling, Theory and Practice*, H.J. Morel-Seytoux, Ed. NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, 275-300, Kluwer Academic Publishers, Boston, Mass.
- SOPHOCLEOUS, M. & PERRY, C. A., (1985), *Experimental Studies in Natural Groundwater recharge dynamics: The analysis of observed recharge events*, Journal of Hydrology, **81**, 297-332.
- van GENUCHTEN, M. Th., *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity on unsaturated soils*, Soil Sci. Soc. Am. J., 1980, **44**, 892-898.